

流出係数に及ぼす貯留高の影響

著者	中根 和郎, 木下 武雄
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	35
ページ	1-16
発行年	1985-11
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000924

556.15/.16 : 551.515.8 (521.82) "1983.07"

流出係数に及ぼす貯留高の影響

中 根 和 郎*・木 下 武 雄**

国立防災科学技術センター

The effect of the storage on the runoff coefficient

By

Kazurou Nakane and Takeo Kinoshita

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The Rational Formula is commonly used for determination of the designs for improvement works of small rivers and urban drainage systems to prevent disasters due to the heavy rainfall. The runoff coefficients used in the formula in Japan at present were proposed about 50 years ago. The coefficients would be revised by using flood data recently acquired. It is moreover necessary for the designs of the river improvement works to estimate the trend of the runoff coefficient for anomalous heavy rainfall such as the rainfall of the 200 year return period or 500 year return period. It is found that the accuracy of the runoff coefficient seriously affects to the cost of the drainage works of urbanized areas.

In this paper, the relations between the runoff coefficient and the rain water storage on the basin are analyzed by the data obtained at the five basins during severe storms. The analysis leads to useful results. The five basins have the drainage areas from 33.8 to 311.1 km². The river densities, which are defined as the river length per unit area, are from 0.57 to 0.74 km⁻¹. These basins are located in the mountainous regions, where there are small flood control works upstream of the gauging stations. The shapes of the basins are shown in Fig. 1 and the topographical parameters are summarized in Table 1. The data of nine big floods for the analysis are listed in Table 2. The total rainfalls are from 200 to 400 mm. The ratios of the total flood runoffs to the total rainfalls are from 0.67 to 0.87.

The useful relations between runoff coefficients and storages of rain water are concluded as follows.

1. The runoff ratio f_T within the time of concentration T_c , which is an extending of a runoff coefficient, is linearly dependent upon the effective storage S_e on the basin as shown in Fig. 7. The relation brings forth the expression

*第1研究部風水害防災研究室, **第1研究部

$$S_e = K \cdot (f_T - 0.1) \dots\dots\dots (5)$$

where K is a constant with a dimension of length. f_T is expressed by Eq. (2). S_e is defined as $S - S'$, where S is expressed by Eq. (4), S' is S at $f_T = 0.1$.

2. The storage S_e on the small basins shown in Fig. 5 is smaller than that on the large basins shown in Fig. 6.

3. An ideal slope is proposed as the division of the basin area by the twice of the length of the whole river channels. A flood runoff area will be detected on the ideal slope based on the following discussion. The total storage S_q on the ideal slope is expressed by

$$S_q = S_e \cdot \ell \cdot 1 \dots\dots\dots (7)$$

Combining Eq. (5) with Eq. (7), Eq. (8) is obtained.

$$S_q = K \cdot (f_T - 0.1) \cdot \ell \cdot 1 \dots\dots\dots (8)$$

A flood runoff area, A_s , is defined as $(f_T - 0.1) \cdot \ell \cdot 1$, then,

$$S_q = K \cdot A_s \dots\dots\dots (10)$$

A_s is assumed the flood runoff area which appears on $(f_T - 0.1) \times 100\%$ of the ideal slope. Eq. (10) means that the equivalent water depth of the storage is K , if S_q is stored on the flood runoff area A_s .

K is derived as 240 and 180 mm from the gradients of the $S_q - A_s$ relation in Figs. 9 and 10 respectively. When $f_T \approx 1$, the storage on the whole basin is K , namely 240 and 180 mm.

1. ま え が き

流出係数は合理式を用いて河川のピーク流量を降雨から簡易に推定する場合の係数で、ピーク流量が対応する降雨の何%に相当するかを示すものである。合理式は、ピーク流量 $Q_P(\text{m}^3/\text{s})$ が単位換算係数 1/3.6, 洪水到達時間 T_c 内の平均降雨強度 $r(\text{mm}/\text{h})$, 流域面積 $A(\text{km}^2)$ と流出係数 f の積で表わされることを示している。

$$Q_P = \frac{1}{3.6} \cdot f \cdot r \cdot A \dots\dots\dots (1)$$

この式は取り扱いが簡易なことから中小河川の改修計画, 下水道計画, 大規模開発に伴う雨水処理計画あるいは流量観測値の無い所での災害時のピーク流量の推定等々に用いられている。流出係数の値は物部 (1933), 土木学会 (1971) に取りまとめられており, 広く一般に用いられているが最近の土木構造物に用いられるような 200 年あるいはそれ以上に一度の確率で起こる豪雨に対応する流出係数については未だ明らかにされていない。武田 (1980) は, 流出係数の推定の精度が雨水処理対策における工費に直接的に影響するという重大な側面を

持つことを試算的に示している。そこで、このように重要な流出係数に影響をもつ要因、特に豪雨時における貯留高が流出係数に及ぼす影響を明らかにするのが本研究の目的である。

著者の一人（木下，1982）は流出係数が降雨の継続によって変化する傾向を安定させて求める手法として到達時間流出率 f_T を提案しており、この手法により豪雨時の流出係数の変動を調べたところ、一定の変動傾向を示すことが解った（中根，1985）。その後、降雨時の流出係数の変動をより明らかにするため、流出係数と貯留高の時間変化、豪雨・降雨パターン・流域の違いが流出係数と貯留高の関係に与える影響を調べたのでここに報告する。

2. 解析した流域の概要

流出係数の変動傾向を明らかにするにはこの変動が明確に現われるような大雨を対象とする必要があり、また、流域としては上流に人為的な洪水変形効果のない山地流域を選ぶことが要求される。そこで、表 1 に示す約 30～300 km² の山地流域を対象とし、大雨による洪水を事例解析した。流域の形状は図 1 に示すようにそれぞれ異なる。以下に流域の概略を述べる。

(1) A 流域

この流域は天竜川の左支川三峰川の流域にある。流域面積 311.1 km²、最長流路長 45 km、河川の総延長約 192 km であり、河川密度は 0.62 km⁻¹ となっている。流域の西側に

表 1 解析した流域の諸元
Table 1 Topographic parameters of the basins

① 流 域 名	② 流 域 面 積 (km ²)	③ 最長流路長 (km)	④ 最長流路の 標高差(m)	⑤ 河川総延長 (km)	⑥ 河 川 密 度 (1/km)	⑦ 仮想斜面長 (m)
A：三峰川	311.1	45	2,200	192	0.62	810
B：小渋川	288	25	2,500	174	0.60	828
C：渡良瀬川	254	26	1,740	146	0.57	870
D：周布川	88.5	23	810	63	0.71	702
E：浜田川	33.8	12	340	25	0.74	676

Note ①：Name of the basin

②：Drainage area

③：The length of the main river channel.

④：The difference of the elevation.

⑤：The length of the whole river channels within the basin.

⑥：The river density of the basin, which is ⑤/②.

⑦：The length of the ideal slope, which is ②/(2・⑤).

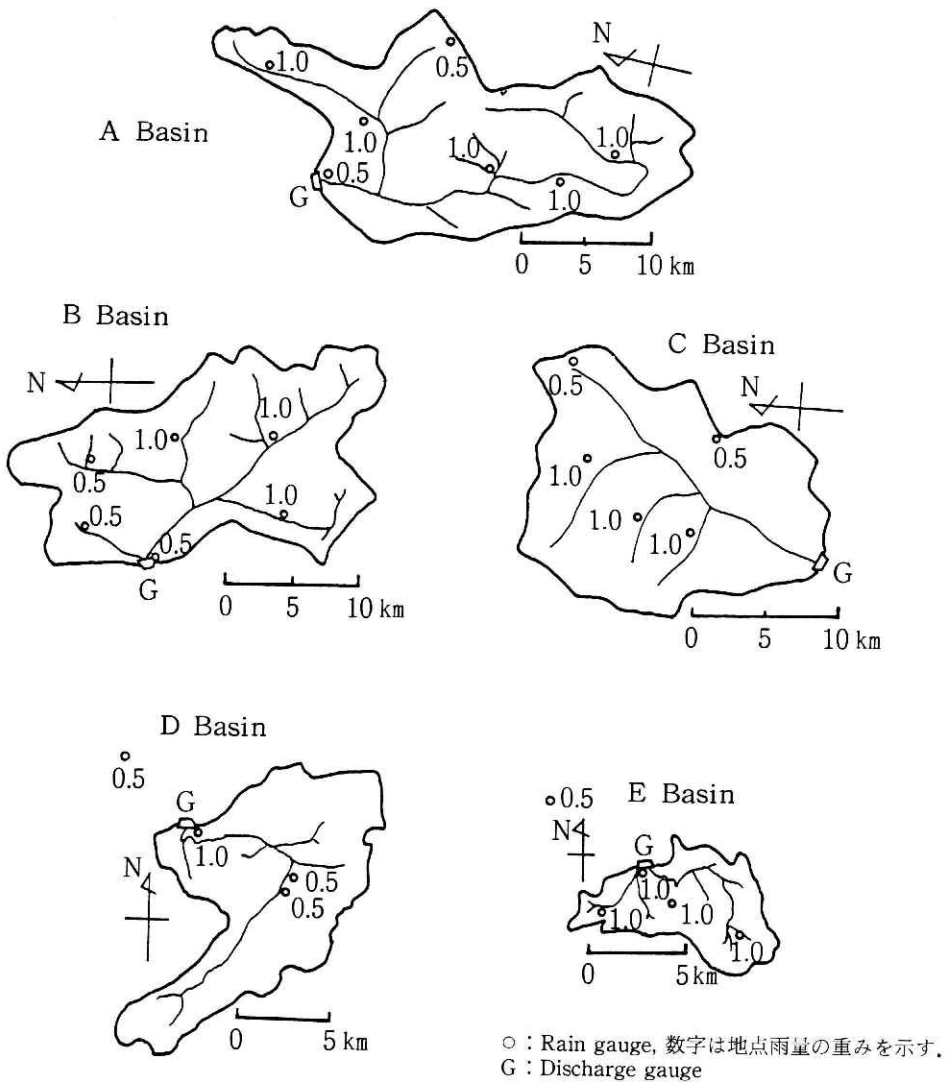


図1 解析した流域の形状

Fig. 1 Shapes of the basins with the gauging stations

は中央構造線^{注1)}が南北方向に走り、その東側に幅数 km の変成岩地帯が横たわっている。流域の東側には 2,000~3,000 m の急峻な山岳地帯があり、最長流路に沿った標高差は約 2,200 m になっている。この地域には中生代および古生代の堆積岩が帯状に分布し、その面積は流域の 5 分の 3 を占めている。

注 1) 地形・地質については経済企画庁発行の土地分類を参考にして記述した。

(2) B 流域

この流域は天竜川の左支川小渋川の流域にある。流域面積は 288 km^2 、最長流路長 25 km 、河川の総延長約 174 km であり、河川密度は 0.6 km^{-1} と A 流域にほぼ等しくなっている。流域の中央よりやや西側を中央構造線が南北方向に走り、その東側には全流域の $1/3$ に相当する幅数 km の変成岩地帯がある。中央構造線より西側は第三紀の花崗岩類が分布し、その面積は全流域の約 $1/3$ にあたる。流域の東側には $3,000 \text{ m}$ の急峻な山岳地帯があり、最長流路に沿った標高差は約 $2,500 \text{ m}$ になっている。この地域には中生代および古生代の堆積岩が帯状に分布し、その面積は全体の $1/3$ になっている。

(3) C 流域

この流域は利根川の左支川渡良瀬川の上流域にある。流域面積 254 km^2 、最長流路長 26 km 、河川総延長 146 km であり、河川密度は 0.57 km^{-1} と A 流域よりやや小さくなっている。最長流路に沿った標高差は $1,740 \text{ m}$ であり、この流域は A、B 流域に比べて少し緩やかな流域となっている。表層地質はおおよそ中生代の火成岩、深成岩、堆積岩がそれぞれ全流域の $1/4$ を占め、他を第四紀火成岩、第三紀深成岩が占めている。

(4) D 流域

この流域は周布川の上流域にある。流域面積 88.5 km^2 、最長流路長 23 km 、河川総延長 63 km であり、河川密度は 0.71 km^{-1} と A 流域より大きくなっている。最長流路に沿った標高差は 810 m となっている。流域の北部は標高 $500 \sim 700 \text{ m}$ の定高性を示す小起伏山地になっており、南部は標高 $800 \sim 1,000 \text{ m}$ の中起伏山地となっている。表層地質は流域の大部分を中生代の火山岩類、花崗岩類が占め、谷部に沖積世の堆積層が部分的に点在している。

(5) E 流域

この流域は浜田川の上流域にある。流域面積 33.8 km^2 、最長流路長 12 km 、河川総延長 25 km であり、河川密度は 0.74 km^{-1} と D 流域よりさらに大きくなっている。最長流路に沿った標高差は 340 m となっている。この流域の山頂は標高 $300 \sim 500 \text{ m}$ の著しい定高性を示し、比較的なだらかな流域となっている。表層地質は流域の約 $1/2$ を中生代の花崗岩類、火山岩類が占め、未固結の洪積世の砂礫層、第三紀集塊岩・凝灰角礫岩がそれぞれ $1/4$ を占めている。

解析した洪水は表 2 に示すように 1979 年から 1983 年の間の大きな洪水 9 つである。これらの洪水の降雨規模は流域平均雨量で $200 \sim 400 \text{ mm}$ の大雨となっている。流域平均雨量は図 1 に示す地点雨量に重みを付けて平均して求めている。

表2 解析した洪水の概略
Table 2 Flood data

① 流域名	② 洪水番号	③ 生起年月	④ 流域平均総雨量	⑤ 洪水流出率	⑥ 洪水到達時間
A	8207 A	1982年7月	390 mm	0.71	7 hour
	8209 A	1982年9月	300 //	0.72	7 //
B	8208 B	1982年8月	304 //	0.87	7 //
	8209 B	1982年9月	209 //	0.76	7 //
C	7910 C	1979年10月	253 //	0.68	7 //
	8108 C	1981年8月	392 //	0.67	7 //
	8208 C	1982年8月	349 //	0.83	7 //
D	8307 D	1983年7月	364 //	0.73	230 min.
E	8307 E	1983年7月	393 //	0.74	140 //

Note ①: Name of the basin.
 ②: Flood number.
 ③: Date of occurrence.
 ④: Total average rainfall in the basin.
 ⑤: Total runoff ratio.
 ⑥: The time of concentration.

3. 大雨時の流出係数および貯留高の時間変化

大雨時の流出係数および貯留高の時間変化を求め、貯留高と流出係数の関連性について述べる。流出係数は合理式 ((1)式) のピーク流量に対するものであるが、到達時間流出率 (以下 f_T と略す) は次式のように定義 (木下, 1984) され、任意時刻の係数として求められる。

$$Q(t) = \frac{1}{3.6} \cdot f_T \cdot r_T(t) \cdot A \dots\dots\dots (2)$$

$$r_T(t) = \int_{t-T_c}^t r(t) dt \dots\dots\dots (3)$$

この f_T は、ピーク時には流出係数と一致する、いわば拡張された流出係数である。以下この f_T について議論する (図2)。

ここでは、洪水到達時間 T_c は降雨の移動平均化法 (中根, 1985) によって求めた。即ち、降雨時系列を一定時間 T_r で移動平均したときの時系列が流出高時系列に良く似た形になるときの移動平均時間 T_r を洪水到達時間 T_c とした。この T_r は降雨時系列と流量時系列の相互相関係数を最も大きくする時間差、降雨ピークより流量ピークまでの時間の2倍など他の T_c の推算法による値より大きくなる傾向がある。

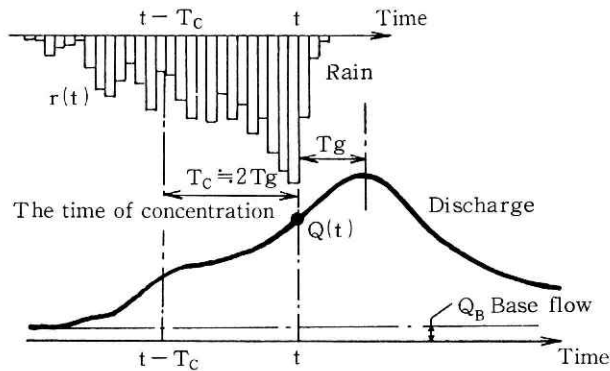


図2 到達時間流出率 f_T における $Q(t)$, Q_B , $r(t)$, T_c の説明.
Fig. 2 Explanatory figure of $Q(t)$, Q_B , $r(t)$ and T_c .

貯留高 $S(t)$ は降った雨のうち、流域内に貯留される部分をいい、累加雨量 $\int_0^t r(t)dt$ から累加洪水流出高 $\int_0^t q_e(t)dt$ を差し引いたものと定義する。

$$S(t) = \int_0^t r(t)dt - \int_0^t q_e(t)dt \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 $q_e(t) = (Q(t) - Q_B) \times 3.6 / A$ 即ち、 $q_e(t)$ は流量 $Q(t)$ から基底流量 Q_B を引いた流出高である。

これらの定義、手法を使用して C 流域、E 流域における豪雨時の f_T および貯留高 S の時間変化を求めると図 3、4 のようになる。降雨初期には降雨の大部分が貯留高の増分となり、貯留高は急上昇する。その後、降雨量に対する貯留高の増加は次第に小さくなる。 f_T の時間変化を見ると、降雨初期にはほとんど変化せず、貯留高がある程度増加した後、この事例では両流域とも貯留高が 70~80 mm 程度以上になると急な上昇を示す。この間の f_T と貯留高の時間変化を対応させると両者は全体的に良く似た変動を示す。ただし、強い雨が急に弱くなる部分や降雨終了後においては両者の間に対応関係を認めることはできない。

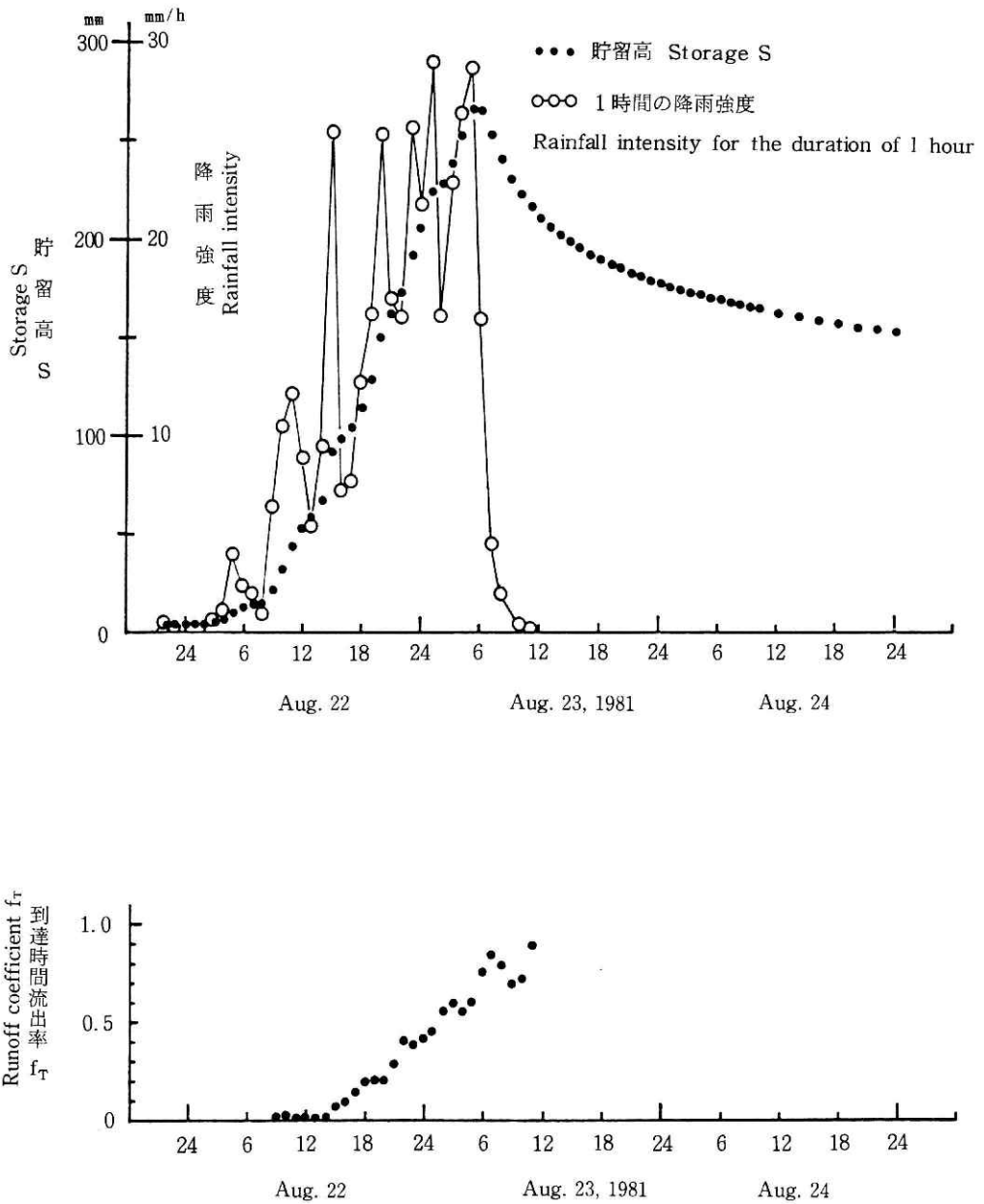


図 3 C 流域における到達時間流出率 f_r と貯留高 S の時間変化。

Fig. 3 Rainfall intensity, storage S of the rain water and runoff coefficient f_r in the C basin during the storm of August 23, 1981 are plotted on the same time axis for mutual comparison.

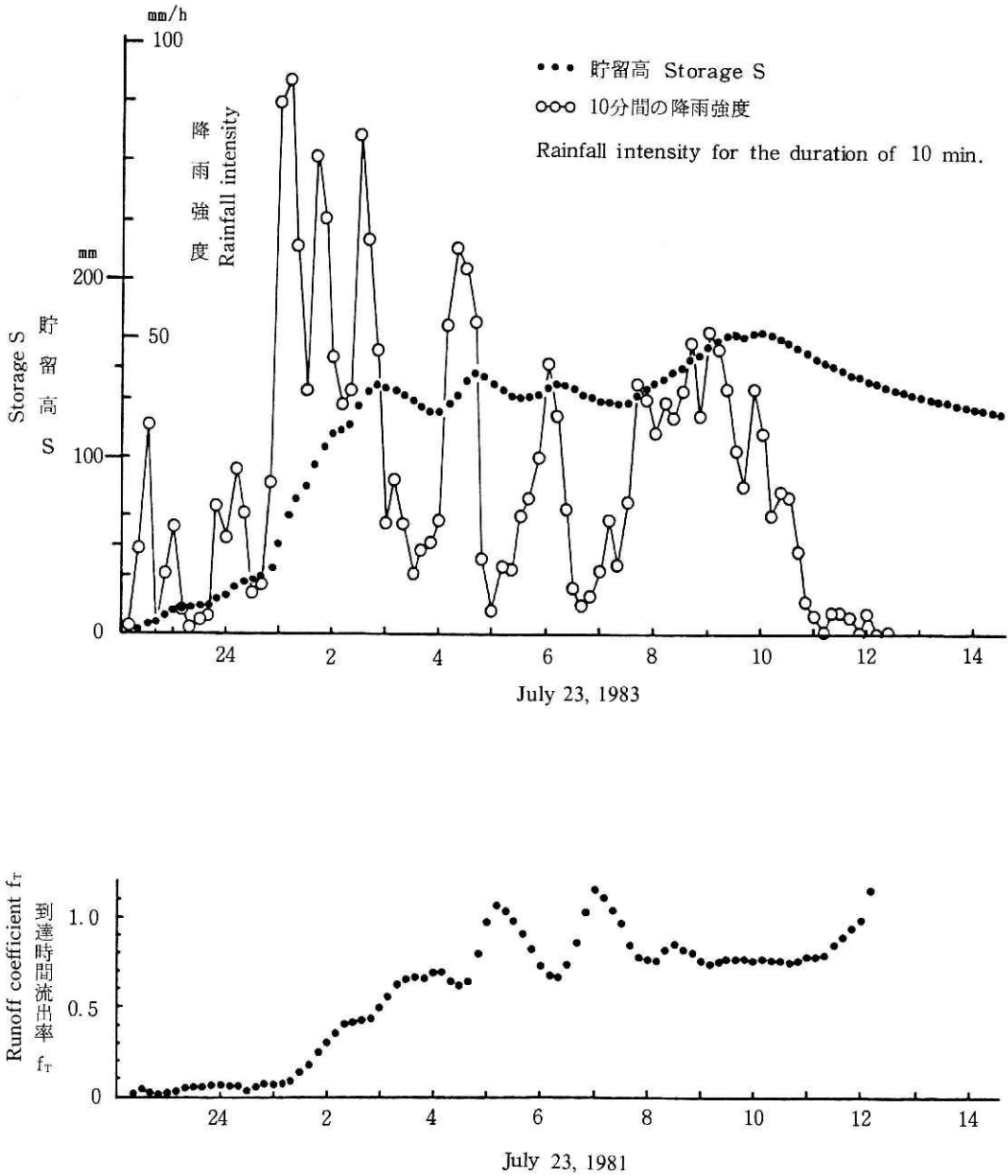


図4 E流域における豪雨時の到達時間流出率 f_r と貯留高 S の時間変化。

Fig. 4 Rainfall intensity, storage S of the rain water and runoff coefficient f_r in the E basin during the storm of July 23, 1983 are plotted on the same time axis for the mutual comparison.

4. f_T と貯留高の関係

洪水流出の急激な増加は 3. でも述べたように流域にある程度雨水が貯留されたときから起り始め、貯留高がさらに大きくなれば、流出が急増すると考えられる。また、流出が急に増す現象は貯留高のみでなく、降雨強度、雨の降り方、流域の特性等も影響することが考えられるので、ここでは以下のように、豪雨の場合、降雨パターン及び流域が異なる場合の f_T と貯留高 S の関係について述べる。

1) 豪雨時における f_T と貯留高 S の関係

図 5 は流域平均雨量で 12 時間に 400 mm という豪雨 (1983 年 7 月の島根豪雨) があつた D 流域, E 流域における豪雨の時間変化と、その時の f_T と貯留高 S の関係を示す。強い雨が急に弱くなる部分では、降雨強度が急激に減少するのに反して流出高はゆるやかに減水

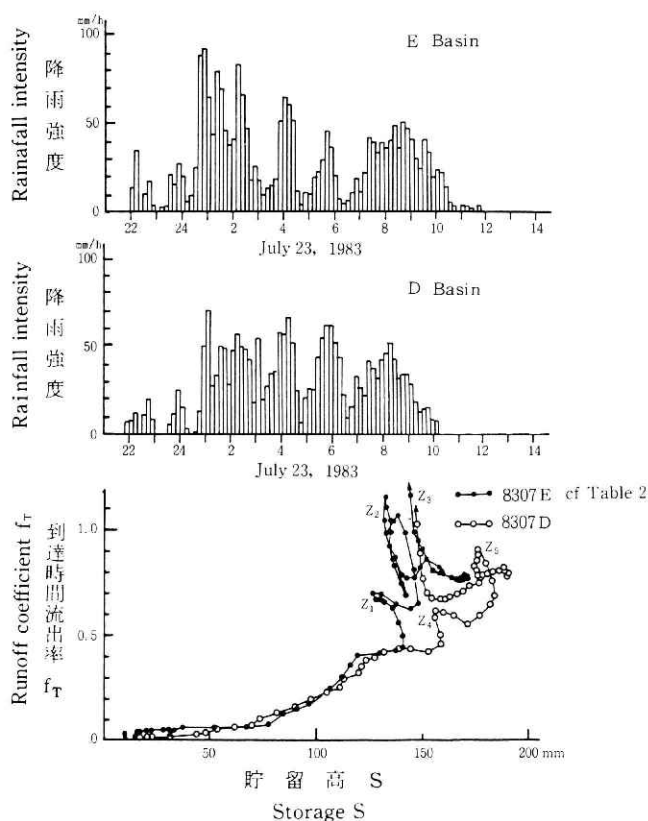


図 5 D, E 流域における豪雨時の到達時間流出率 f_T と貯留高 S の関係。
実線は時間経過の連鎖を示す。

Fig. 5 The relation between runoff coefficient f_T and storage S observed in the D basin and the E basin during the storm of July 23, 1983.

するため見かけ上、 f_T が大きくなる。この部分では図中の $Z_1 \sim Z_5$ に示すように f_T と貯留高 S の関係は複雑になるが、この部分を除くと全体的には一定の関係を認めることができる。即ち、両流域とも f_T が 0.1 程度までは貯留高 S の増加に対する f_T の増加は小さく、それ以上になると f_T は貯留高に比例して大きくなる傾向を示す。ただし、この比例的関係が見られるのは f_T が 0.7 程度までであり、この事例では $f_T \leq 0.8$ の上限値が有るようにも見られる。この部分は一連の降雨群の最後の降雨時に起こっている現象で、両流域とも f_T は貯留高 S の変化に係わりなくほぼ一定値を示す。両流域において、同一の f_T に対応する貯留高 S を比較すると流域面積の大きい D 流域の方がやや大きくなっている。

2) 降雨パターンが異なる場合の f_T と貯留高 S の関係

図 6 は C 流域における 2 つの異なる降雨時の f_T と貯留高 S の関係を示したものである。両事例において、降雨初期の f_T と貯留高 S の関係は初期降雨等の影響で異なったもの

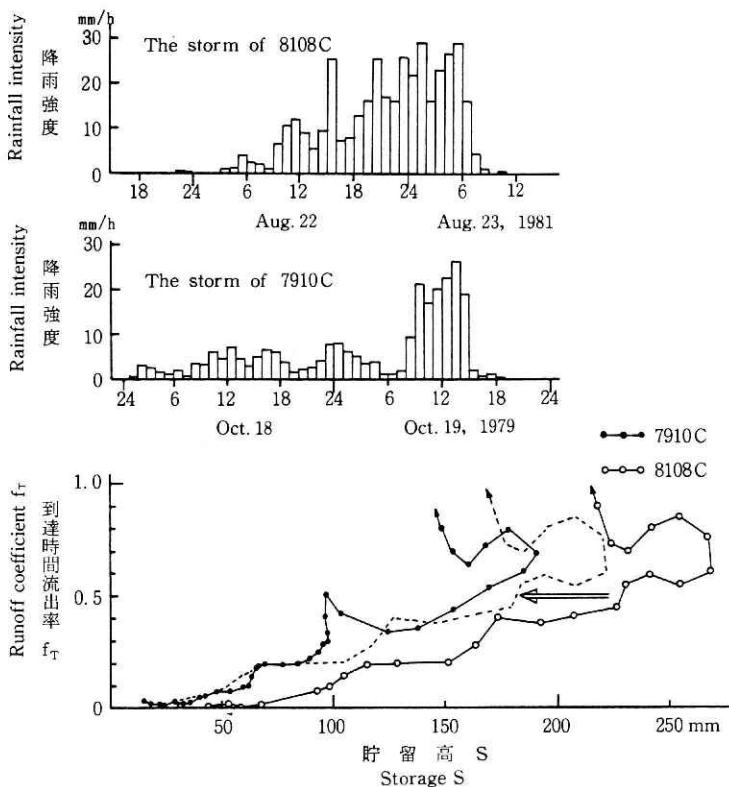


図 6 降雨パターンの異なる大雨時の到達時間流出率 f_T と貯留高 S の関係 (C 流域)。実線は時間経過の連鎖を示す。

Fig. 6 The relation between Runoff Coefficient f_T and Storage S observed in the C basin during the two storms, October 19, 1979 and August 23, 1981.

となっている。そこで $f_T=0.1$ を基準にして、それを越える部分について f_T と貯留高 S の関係を求める。即ち、図の点線に示すように両 f_T-S 曲線において $f_T=0.1$ で S が一致するように、一方の f_T-S 曲線を矢印の方向に平行移動させると2つの異なる降雨の f_T-S 曲線はほぼ一致する。このことから、降雨パターンや初期降雨の違いが f_T と貯留高 S の関係に強い影響を及ぼす範囲はおおよそ $f_T=0.1$ 以下と考えられる。

この f_T-S 曲線と図5のそれと比較すると流域面積の大きいC流域の方が貯留高 S の増加に対する f_T の増加が小さくなっている。言いかえると同一の f_T に対応する貯留高 S は流域面積が大きい程大きな値となる傾向がある。

3) 流域が異なる場合の f_T と貯留高 S の関係

図7は流域面積の似たA, B, C流域において、 $f_T=0.1$ になる時点を基準にして、それ以後の貯留高 S の増加量(有効貯留高と呼び、以下 S_e と略す)と f_T の関係を同時に図示したものである。ただし、4.1)で述べたように図を見やすくするため、強い雨が急に弱くなる部分を除いて図示した。この図によるとA, B, C流域における f_T と S_e の関係は2つの異なる事例も有るが全体的に見ると、(5)式のようにほぼ同一の f_T と S_e の関係を認めることができる。

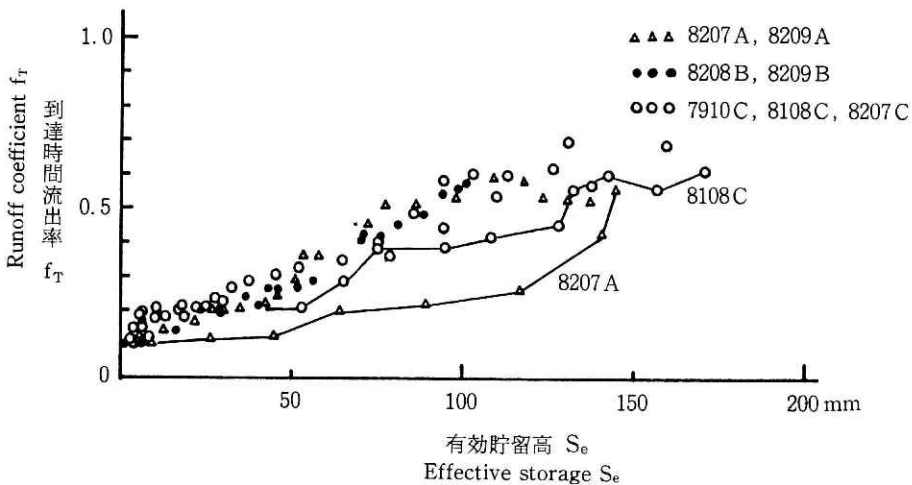


図7 A, B, C流域において $f_T=0.1$ を基準にした到達時間流出率 f_T と有効貯留高 S_e の関係、実線は他と異なる f_T-S_e 関係を示す時間経過の連鎖。

Fig. 7 Superposition of all relations between runoff coefficient f_T and effective storage S_e in the A, B and C basins during the seven storms.

$$S_e = K \cdot (f_T - 0.1) \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 K は長さの次元を持つ定数

このことより流域面積の類似する流域では $f_T > 0.1$ において、流域の違いが f_T と S_e の関係に与える影響は少ないと考えられる。

5. f_T — S_e の関係の意味

ここでは、流域面積の異なる流域を比較する便法として、図8に示すように流域を代表する単位幅の仮想斜面を考え、この仮想斜面上での貯留量と f_T に関連する流出寄与域との関係について考察する。

仮想斜面の長さ ℓ は流域面積を河川総延長 L_t の2倍で割った値と定義する。

$$\ell = A / 2L_t \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 A は流域面積、 L_t は河川の総延長で、2万5千分の1の地形図上で河川の記号が有る部分の総延長として定義する。このようにして求めた仮想斜面長 ℓ は表1に示すように676～870 mの似かよった値となる。

単位幅の仮想斜面の貯留量（以下 S_q と略す）は次式で表わされる。

$$S_q = S_e \cdot \ell \cdot 1 \quad \dots\dots (7)$$

また、4. 3)で述べた通り $f_T > 0.1$ の場合、(5)式が成立し、この式と(7)式から次式が得られる。

$$S_q = K \cdot (f_T - 0.1) \cdot \ell \cdot 1 \quad \dots\dots\dots (8)$$

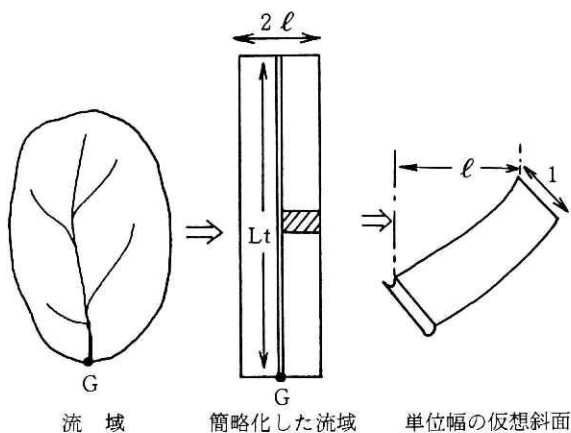
ここで、

$$A_s = (f_T - 0.1) \cdot \ell \cdot 1 \quad \dots\dots\dots (9)$$

とおくと S_q は次式のように表わせる。

$$S_q = K \cdot A_s \quad \dots\dots (10)$$

A_s は仮想斜面のうち $(f_T - 0.1) \cdot \ell \cdot 1$ の部分を取り上げたもので、ここか



G : Discharge gauge, L_t : the length of the whole river channels
 ℓ : The length of the ideal slope, cf Table 1.

図8 仮想斜面の説明

Fig. 8 Schematic figurer of an ideal slope.

ら洪水流出が起っていると考えられ、この A_s を流出寄与域と呼ぶ。(10)式は流出寄与域に S_q が集中したときの等価水深が K となることを示している。

図9は流域面積の類似したA, B, C流域における S_q と A_s の関係を示したものである。2つの異なる事例も有るが全体的にはほぼ比例的関係となっている。 S_q - A_s 曲線の勾配から K の値を概算すると約240 mm となる。これらの流域では、異常な洪水時のように $f_r \approx 1$ となるような場合には、全斜面での貯留高はほぼ K すなわち240 mm ということになる。図9で A_s 域の拡大の範囲をみると400~500 m^2 となっている。

図10は流域面積の小さいD, E流域における S_q と A_s の関係を示したものである。 S_q が一

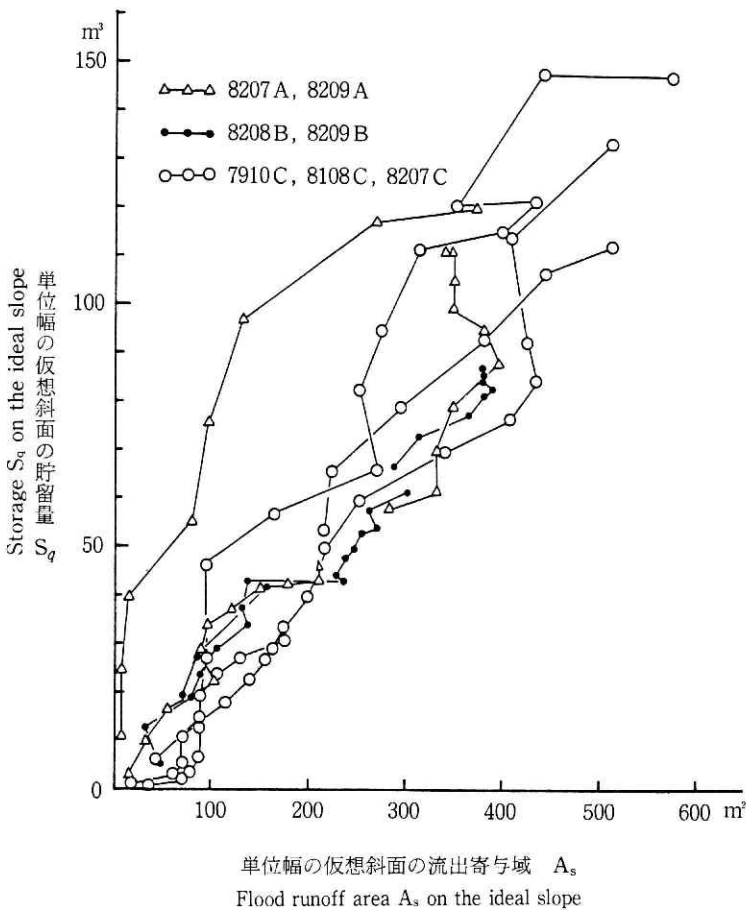


図9 A, B, C流域における単位幅の仮想斜面での流出寄与域 A_s と仮想斜面の貯留高 S_q の関係。実線は時間経過の連鎖を示す。

Fig. 9 The relation between flood runoff area A_s and storage S_q on the ideal slope in the A, B and C basins.

定値に近づく傾向がやや見られるが, S_q と A_s の間に比例的関係を認めることが出来る. 両流域において K の値を概算すると約 180 mm となった. この値は A, B, C 流域の値よりも小さくなっている. 言い換えれば仮想斜面の短い D, E 流域は A, B, C 流域に比べて相対的に S_q が小さいことになる.

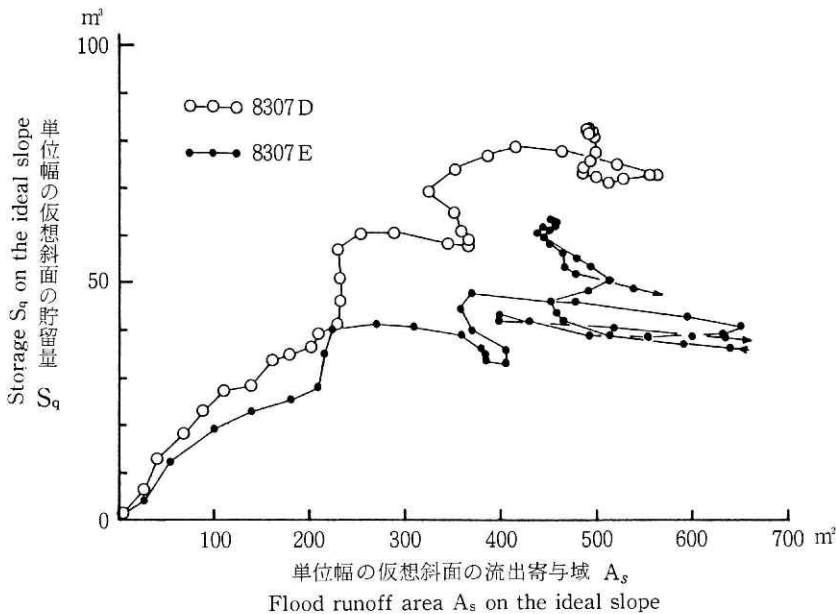


図 10 D, E 流域における単位幅の仮想斜面上での流出寄与域 A_s と仮想斜面の貯留量 S_q の関係. 実線は時間経過の連鎖を示す.

Fig. 10 The relation between flood runoff area A_s and storage S_q on the ideal slope in the D and E basins.

6. ま と め

流出係数は合理式に用いられる係数で, 合理式が豪雨災害の対策に広く用いられているためこの係数の重要性は大きい. そこで, この論文では降雨による流出係数の変化をより明らかにするため, 貯留高が流出係数に及ぼす影響を顕著な豪雨 (1983, 島根県) の場合, 降雨パターンが異なる場合, 流域が異なる場合について検討した. その結果次のような有用な結論を得た.

- 1) 到達時間流出率 f_T と有効貯留高 S_0 とは或る範囲内で比例的関係にある. ただし, 500~600 mm の降雨事例が無いことから f_T が 0.7 以上の場合の関係については求めることができず, この比例的関係は今のところ f_T が 0.1 から 0.7 の範囲に限る. D, E 流域に

においても同様な f_T と S_e の関係を示すが、面積が小さいことも原因して、 f_T に対する S_e が相対的に A, B, C 流域のそれよりも小さくなっており、この効果は E 流域に顕著にみられる。

- 2) 仮想斜面の貯留量 S_q は流出寄与域 A_s に比例する。この比例定数 K は長さの次元を持ち、異常な豪雨時のように A_s 域が仮想斜面全域に拡大する場合の平均的な斜面の貯留高を示す。A, B, C 流域から求められた K の値は 240 mm となった。仮想斜面長の短い D, E 流域では K の値は約 180 mm となった。このことは仮想斜面長の長いほど、相対的に貯留量が大きくなることを示唆している。

以上のように f_T と S_e の間に一定の関係を求めることができた。このことは異常な洪水の発生を現在ある資料から外挿して求めるのに重要な情報となると考えている。ただし、D, E 流域では f_T は最終的には 0.8 程度の一定値になる傾向が見られた。これは f_T と S_e の関係を外挿するために極めて重要な問題点であり、今後、他の豪雨時の資料を収集し、この現象の有無を確認すると共に、水理実験等により基礎的な考察を行う予定である。

おわりに、この研究を行うに当り多くの機関の方々から資料の提供を受けました。ここに謹しんで感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 土木学会 (1971): 水理公式集, P. 121, P. 436.
- 2) 経済企画庁 (1971): 土地分類図 (群馬県, 長野県, 島根県).
- 3) 木下武雄 (1982): 浦白川流出試験地における流出率流出係数の変化. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 27, P. 13-24.
- 4) 木下武雄 (1984): 到達時間流出率による合理式流出係数の検討. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 33, P. 1-14.
- 5) 中根和郎 (1984): 豪雨時の洪水流出の変化. 第 39 回年次学術講演会概要集 II-20, 土木学会.
- 6) 中根和郎 (1985): 昭和 58 年 7 月山陰豪雨時の洪水流出の特徴. 国立防災科学技術センター, No. 34, P. 1-12.
- 7) 物部長穂 (1933): 水理学. 岩波書店, P. 350.
- 8) 武田宏 (1980): 大規模工業団地計画における流出係数の考え方. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 24, P. 69-84.

(1985 年 6 月 11 日 原稿受理)